ESTUDIO DEL FLUJO HIPODÉRMICO EN ZONAS DE MONTAÑA

J. Samper[1], B. Pisani[1], Jorge Espinha Marques[2]

[1] Escuela de Caminos, Universidad de A Coruña, España, e-mail: jsamper@udc.es ; bpisani@udc.es
[2] Facultad de Geología, Universidad de Oporto, Portugal, e-mail:

RESUMEN. En este trabajo se presenta una revisión de los modelos conceptuales del flujo hipodérmico, generalmente asociado a un flujo de agua de muy corto recorrido a través de la zona saturada/no saturada más superficial del terreno. Se describe el modelo utilizado por el código GIS-BALAN para calcular el flujo hipodérmico y la recarga al acuífero. Se presentan además los balances hídricos en varias cuencas de montaña de España y Portugal y se contrastan los valores calculados del flujo hipodérmico que oscilan entre el 15% y el 55% de la precipitación anual. En cuencas de menor altitud y pendientes el flujo hipodérmico, sin embargo, no es relevante. La cuantificación del flujo hipodérmico presenta dificultades debidas a: 1) La falta de métodos para su detección y medición; 2) La posibilidad de confundir el flujo hipodérmico con un flujo subterráneo de corto recorrido; y 3) Obras de regulación y embalses que enmascaran las primeras fases de los hidrogramas de caudales.

ABSTRACT. Here we present conceptual models of the interflow, generally associated with subhorizontal water flow through the saturated/ unsaturated zone of a short transit time which takes place near the ground surface. The model implemented in GIS-BALAN to calculate interflow and aquifer recharge is described first. The water balance in several mountain basins of Spain and Portugal and the estimated interflow are also presented. Interflow in mountain basins ranges from 15% to 55% of the annual precipitation. In other basins of low altitude and small slopes, interflow is not relevant. The study and quantification of the interflow involves challenges due to: 1) Lack of methods to detect and measure it; (2) The possibility of mistaking interflow with local short-time groundwater flow and (3) The presence of hydraulic regulation infrastructures.

1.- Introducción

El agua que se infiltra en el suelo edáfico se evapotranspira, otra parte se utiliza para aumentar la reserva de agua en el suelo, y el resto constituye lo que se denomina recarga en tránsito o lluvia eficaz (P_e) (Samper, 1997; Castañeda y García-Vera, 2008). Este flujo es la entrada de agua a la zona no saturada situada por debajo del suelo edáfico (Fig. 1). Dentro de esta zona el agua puede fluir cuasi-horizontalmente a la atmósfera en forma de flujo hipodérmico o bien percolar verticalmente hacia el acuífero. Esta percolación es por tanto la recarga al acuífero. La descarga subterránea es la salida natural hacia los arroyos o manantiales. La escorrentía total de una cuenca hidrológica es la suma de la escorrentía superficial, el flujo hipodérmico y el flujo subterráneo. En el código GIS-BALAN los caudales de los cauces superficiales engloban aportaciones de tres tipos: 1) La escorrentía superficial, E_s, cuyo tiempo característico viene dado por el tiempo de concentración de la cuenca (normalmente igual a unas pocas horas); 2) El flujo hipodérmico, Q_h, cuyo tiempo característico es normalmente del orden de unos pocos días (Kirkby, 1978) y 3) El flujo subterráneo, Q_s, cuyo tiempo característico suele ser de meses o años.

En este trabajo se presentan los modelos conceptuales del flujo hipodérmico y en especial el utilizado por el código GIS-BALAN. Se presenta además una recopilación de los caudales hipodérmicos en diversas cuencas de montaña de España y Portugal. El trabajo termina con las principales conclusiones.

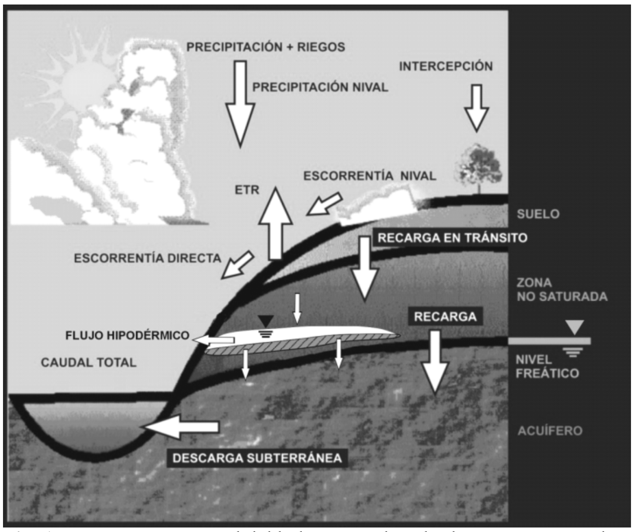


Fig. 1. Esquema conceptual del balance en el suelo, la zona no saturada y el acuífero en GIS-BALAN.

2.- Modelos conceptuales del flujo hipodérmico

El agua que desciende desde el suelo edáfico por debajo de la zona de raíces se denomina recarga en tránsito. En su trayecto hasta el acuífero, la recarga en tránsito puede encontrar niveles menos permeables sobre los cuales se pueden generar acuíferos colgados. El agua puede fluir horizontalmente y descargar hacia la atmósfera como flujo hipodérmico o interflujo (Figs. 1 y 2) en el caso de que el relieve topográfico lo permita o bien percolar verticalmente alimentando al acuífero (percolación o recarga).

En suelos en los que la conductividad vertical disminuye con la profundidad y durante episodios lluviosos pueden producirse flujos subsuperficiales laterales que pueden

aflorar en superficie y volver a infiltrarse en zonas más bajas o más permeables. Este flujo subsuperficial conjuntamente con la escorrentía directa sobre la superficie del terreno, constituyen la escorrentía superficial. No se debe confundir por tanto la escorrentía subsuperficial con el flujo hipodérmico, aunque a veces sobre el terreno puede ser difícil distinguirlos.

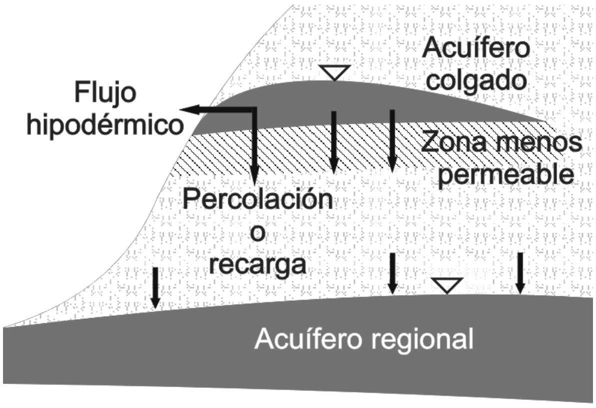


Fig.2. Nivel colgado heterogéneo en la zona no saturada que origina un manantial en una ladera.

El flujo en la zona no saturada se puede cuantificar resolviendo la ecuación diferencial del flujo (Richards, 1931) que describe el movimiento del agua mediante soluciones analíticas como la de Green-Ampt (Green y Ampt, 1911), con métodos numéricos como los utilizados en los códigos HYDRUS (Yu y Zheng, 2010) y MIKE-SHE (DHI, 2004), con soluciones aproximadas (Philip, 1957) y con fórmulas semiempíricas o empíricas basadas en el balance de masas. El método de Green-Ampt (Green y Ampt, 1911) se basa en suponer que el flujo vertical es de tipo pistón. Tiene la ventaja de que se puede resolver analíticamente. El código DRAINMOD (Skaggs, 1986) aplica esta ecuación para calcular la infiltración y la escorrentía subsuperficial en una cuenca. Los códigos Standford IV (Crawford y Linsey, 1966) y SACRAMENTO (Burnash, 1995) consideran en el terreno una zona superior desde la cual el agua puede percolar al acuífero o drenar lateralmente como flujo hipodérmico. Cuando la infiltración es mayor que la conductividad hidráulica vertical de la zona profunda de la zona no saturada, se puede generar flujo hipodérmico.

3.- El flujo hipodérmico en BALAN

El modelo conceptual de flujo en la zona no saturada utilizado en VISUAL-BALAN y GIS-BALAN se muestra en la Fig. 1 (Samper et al., 1999; Samper et al. 2005; 2007; Pisani, 2008). En el balance en la zona no saturada hay una entrada que es la recarga en tránsito y dos salidas, el interflujo y la percolación. Se supone que el agua puede fluir horizontalmente y descargar hacia la atmósfera como flujo hipodérmico o percolar verticalmente hacia el acuífero constituyendo la recarga al acuífero (percolación). Para el cálculo de la percolación se usa una formulación basada en la Ley de Darcy que tiene en cuenta la presencia de acuíferos colgados. Los flujos hipodérmico Q_h, y de percolación, Q_p se calculan mediante las siguientes expresiones (Samper et al. 1999):

$$Q_h = \alpha_h V_h \quad (1)$$

$$Q_p = K_v + \alpha_p V_h \quad (2)$$

donde V_h es el volumen de agua (por unidad de superficie) almacenada en la zona no saturada, α_h y α_p son los coeficientes de agotamiento del flujo hipodérmico y de la percolación, respectivamente y K_v es la conductividad hidráulica vertical saturada.

El coeficiente α_h está relacionado con la conductividad hidráulica horizontal y la porosidad drenable de la zona no saturada, K_h y ϕ, respectivamente, con la pendiente media del terreno i y con la distancia entre la cumbre y el fondo de la ladera, L, a través de:

$$\alpha_h = \frac{2K_h i}{L\phi} \quad (3)$$

La formulación del flujo de percolación Q_p en (2) se basa en suponer que en la zona no saturada se pueden presentar niveles colgados debido a la existencia de horizontes poco permeables. El flujo vertical se puede calcular a partir de la Ley de Darcy entre los puntos A y B (Fig. 3):

$$Q_p = K_v \frac{y_h + p + b}{p + b} \quad (4)$$

donde y_h es la altura de lámina de agua en el acuífero colgado, *b* es el espesor del horizonte poco permeable y *p* es la distancia entre la base del nivel colgado y el nivel freático regional. Si b << p, entonces se cumple que:

$$Q_p = K_v \frac{y_h + p}{p} \quad (5)$$

Teniendo en cuenta que el volumen V_h y la altura y_h se relacionan mediante $V_h = \phi y_h$, a partir de la Ecuación (5) se obtiene la Ecuación (2) en la que α_p viene dado por

$$\alpha_p = \frac{K_v}{p\phi} \quad (6)$$

La ecuación del balance en la zona no saturada se puede resolver mediante métodos explícitos o implícitos (Samper et al. 1999). El método explícito original empleado para realizar el balance en la zona no saturada consiste suponer que el flujo hipodérmico Q_h es proporcional al volumen de agua V_h presente en la celda al iniciarse el período de cálculo (Ecuación 1). Posteriormente, se actualiza el contenido de humedad en la celda. A continuación se calcula el caudal de percolación Q_p con la Ecuación 2 y se actualiza de nuevo el volumen de agua de la zona vadosa. Finalmente, se comprueba si puede descender más agua hacia el acuífero dependiendo de la permeabilidad vertical de la zona vadosa. Se comprueba si el volumen de agua disponible V_h es suficiente para proporcionar el primer término de la

Ec. 2, la permeabilidad vertical K_v. En el método implícito implementado en VISUAL-BALAN y GIS-BALAN la variación del contenido de agua en la zona no saturada en dos días consecutivos se calcula mediante una aproximación semiimplícita de la ecuación del balance:

$$\frac{\Delta V}{\Delta t} = R_t - \alpha_h V^* - \alpha_p (1-\alpha_h) V^* - K_v \quad (7)$$

donde R_t es la recarga en tránsito que llega a la zona no saturada y V* es el volumen de agua con el que se evalúa el flujo hipodérmico y el de percolación. Tomando V* igual a la media de los volúmenes al inicio y al final de cada día, se obtiene:

$$\frac{(V_i - V_{i-1})}{\Delta t} = R_t - \alpha_h \frac{(V_i + V_{i-1})}{2} - \alpha_p (1-\alpha_h) \frac{(V_i + V_{i-1})}{2} - K_v \quad (8)$$

donde V_i y V_{i-1} son los volúmenes de agua en la zona no saturada en los días i e (i -1). En la Ecuación (8) se supone que la recarga al acuífero es proporcional al volumen que queda en la zona no saturada una vez que se produce la salida por flujo hipodérmico, ya que se supone que el flujo hipodérmico tiene preferencia sobre el flujo de percolación.

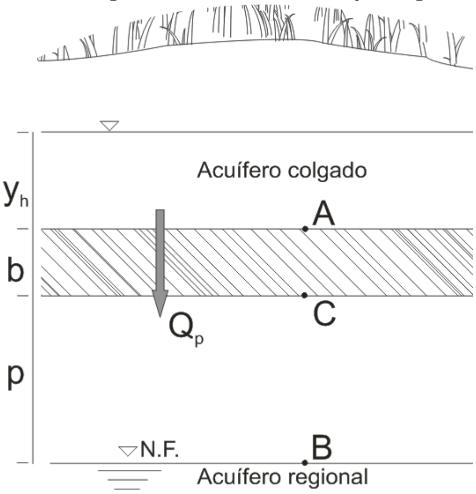


Fig.3. Esquema conceptual para la deducción del flujo de percolación mediante aplicación de la ley de Darcy.

4.- Flujo hipodérmico en cuencas de montaña

4.1-Cuenca del alto Gállego

La cuenca del Alto Gállego está situada en la margen izquierda del río Ebro (Fig. 4). Tiene una superficie de 1348 km^2, una altitud máxima de 3056 msnm. (en el sector Norte) y una mínima de 556 msnm en la estación de aforos de Anzáñigo al sur. El cauce principal del Gállego tiene una longitud de aproximadamente 77 km, que se desarrolla entre una altitud máxima de 1520 msnm. y la mínima correspondiente a la estación de Anzáñigo. La pendiente media del cauce es de 1.3 %, mientras que la pendiente media del terreno es de 29 %. La topografía de la cuenca permite distinguir dos zonas principales: La de más altitud y relieve más montañoso, al Norte; y la zona más plana del centro y sur de la cuenca (Fig. 4). La topografía ejerce una influencia fundamental en la hidrología de la zona. Las considerables variaciones de altitud en la cuenca determinan que haya importantes gradientes meteorológicos y que la precipitación nival sea importante. A su vez, la pendiente del terreno tiene un importante papel en la generación de la escorrentía y del flujo hipodérmico.

La precipitación media anual es de 1254 mm. Los resultados del balance muestran una evapotranspiración igual al 52% de la precipitación. El restante 48% corresponde a la escorrentía que es igual a 608 mm de los cuales un 31% (187 mm) corresponde al flujo hipodérmico y un 69% al flujo subterráneo (420 mm). La escorrentía superficial es menor del 0.5% de la escorrentía total. Hay que destacar la elevada magnitud del flujo subterráneo que discrepa con el hecho de que la cuenca se asienta sobre materiales aparentemente poco permeables. Es muy probable que el modelo sobrestime el flujo subterráneo a expensas de subestimar el flujo hipodérmico y la escorrentía superficial, que es difícil de calibrar debido al efecto laminador de los embalses de la cuenca.

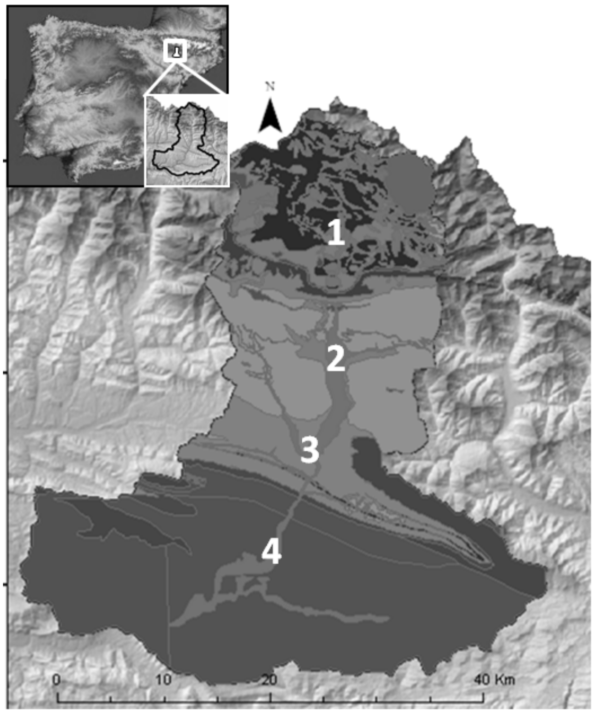


Fig. 4. Situación geográfica y zonas hidrogeomorfológicas de la cuenca del río Gállego. Leyenda: 1) zona montañosa del Norte. Pendientes pronunciadas. Afloramientos de pizarras, calizas y rocas intrusivas. En menor medida gravas, arcillas y limos de conos aluviales en valles glaciales; 2) zona montañosa media. Afloran areniscas y lutitas y en las proximidades del cauce, gravas, arenas y limos provenientes de depósitos aluviales; 3) zona de transición del relieve. Afloramientos de margas en el centro y en el Oeste y conglomerados en el Este; 4) Zona de altitud y pendientes más reducidas. Afloramiento de conglomerados y lutitas en el centro y en el Este, y areniscas, conglomerados y lutitas hacia el Oeste.

La Tabla 1 muestra los valores calibrados de la permeabilidad vertical saturada y los coeficientes de agotamiento del flujo hipodérmico y de la percolación.

4.2-Cuenca del Bernesga en Pajares

La zona de estudio del río Bernesga en Pajares se sitúa al norte de León (Fig. 5). En esta zona se realizaron modelos

hidrológicos de balance de agua para evaluar el efecto de la construcción de los túneles de Pajares en la hidrología de la zona circundante. Los túneles atraviesan una secuencia muy compleja de materiales paleozoicos que tienen una compleja dinámica orogénica con deformaciones importantes. Míguez (2005) distingue una región de pliegues y mantos en la que aparecen cabalgamientos y pliegues asociados y una cuenca carbonífera central. Los túneles atraviesan las siguientes estructuras de interés hidrogeológico: 1) Fallas con zonas arenizadas y karstificadas y formaciones cuarcíticas que pueden estar conectadas hidráulicamente a los arroyos; 2) Cabalgamientos, formaciones calizas con tendencia a estar horizontales y zonas con intensa fracturación y karstificación; y 3) Zonas pizarrosas.

El balance hídrico se ha calculado en la cuenca del río Bernesga aguas arriba de la estación de aforos de La Robla (Fig. 5). La topografía es montañosa, con una altitud máxima de 2170 msnm. y una mínima de 950 msnm en la estación de La Robla. La superficie de la cuenca vertiente a esa estación es de 340 km^2 y tiene una pendiente media de 34 %.

En las zonas del norte, que son las de mayor altitud y pendiente topográfica, se registran precipitaciones abundantes (P>1600 mm/año) y frecuentemente en forma de nieve. En las zonas más altas la precipitación nival puede llegar a ser hasta el 40 % de la precipitación total anual.

Del total de la precipitación media anual, 1312 mm, un 49% corresponde a la evapotranspiración real (ETR) y a la interceptación vegetal, y el restante 51% a los excedentes (aportación al cauce). La aportación media anual al cauce es de 672 mm, de los cuales un 20% corresponde a la escorrentía superficial, un 59% al flujo hipodérmico y un 21% al flujo subterráneo. La precipitación nival media anual es 281 mm. La recarga potencial (o en tránsito) es de 539 mm. La mayoría de esta recarga descarga en forma de flujo hipodérmico (396 mm) y el resto es recarga a los acuíferos (144 mm). En la Tabla 1 se muestran los valores calibrados de la permeabilidad vertical saturada y los coeficientes de agotamiento del flujo hipodérmico y de la percolación.

4.3-Cuenca de la Serra da Estrela (Portugal)

La Cuenca de la Serra da Estrela se encuentra en el noreste de Portugal en la zona conocida como zona Central Ibérica del Macizo Ibérico (Fig. 6). La zona se asienta sobre rocas graníticas, rocas Precámbricas y Cámbricas meta-sedimentarias y en depósitos cuaternarios aluviales y glaciares. La zona de estudio está atravesada por una la zona de falla Bragança-Vilariça-Manteigas.

La cuenca se encuentra en el punto más alto de Portugal y está drenada por el río Zêzere. Tiene una superficie de 28 km^2 y su altitud varía entre 875 m en la estación de aforos en Manteigas y 1993 en la Torre de la Cumbre (Fig. 6).Esta región presenta unas características climatológicas y geomorfológicas muy peculiares que condicionan su funcionamiento hidrológico. Hay que destacar los fuertes gradientes de temperatura y precipitación con la altitud.

Según Espinha Marques et. al (2010) se pueden distinguir hasta 9 unidades hidrogeomorfológicas a partir de las caracteristicas litológicas, geomorfológicas y climatológicas: i) La zona oriental del plateau; ii) Las pendientes orientales del valle del Zêzere; iii) La parte baja del valle del Zêzere; iv) La nava de San Antonio; v) La parte alta del valle del Zêzere; vi) Las pendientes occidentales del valle del Zêzere; vii) Las pendientes de Cântaros; viii) La zona baja-occidenal del plateau; ix) La zona alta-occidental del plateau.

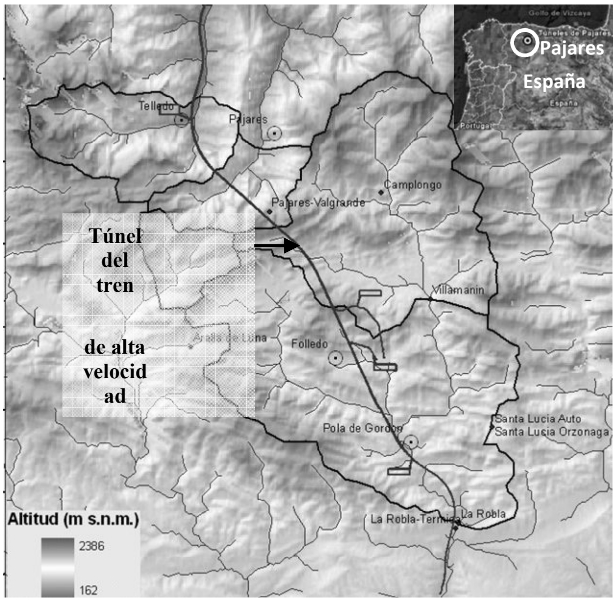


Fig. 5. Situación geográfica y topografía de la cuenca del río Bernesga. Se indica la traza del túnel del tren de alta velocidad.

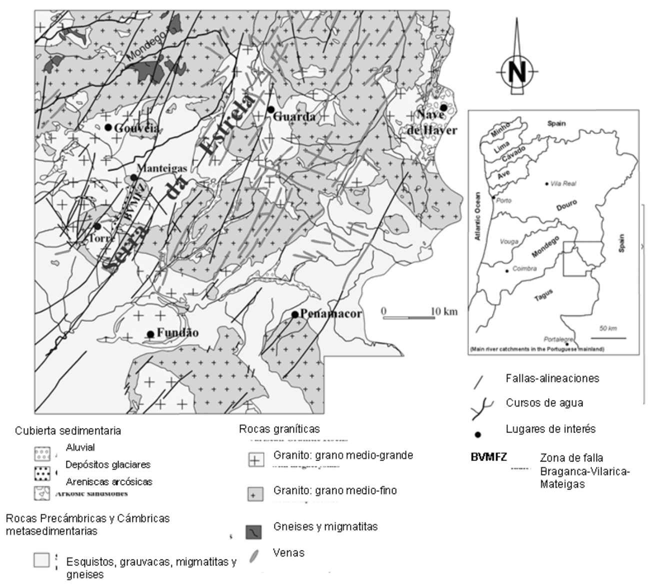


Fig. 6. Mapa geológico de la zona de Serra da Estrela (Espinha Marques et al, 2010).

Los rasgos más destacados de la zona no saturada de la Serra da Estrela son: i) Los afloramientos de rocas graníticas y ii) Un horizonte A úmbrico que reflejan el

alto contenido en materia orgánica en la parta más alta del suelo. Se pueden distinguir cuatro tipos de cobertera:

1) Capa de granito con ausencia de suelo o con un suelo muy somero que se suele presentar en las zonas de afloramientos y en las zonas de *plateaus* y laderas. Se trata de un medio fracturado con un tipo de suelo D.
2) Capa de suelo de menos de 0.5 m de espesor situada sobre la roca de granito.
3) Una capa de suelo de espesor comprendido entre 0.5 y 1 m que suele presentarse sobre el granito meteorizado. Suele presentarse en las zonas bajas de la cuenca en la que la meteorización has sido más intensa. Se trata de un tipo de suelo C.
4) Capa de suelo de más de 1m de espesor sobre depósitos glaciares.

Espinha et al. (2009; 2010) presentan la evaluación de los recursos hídricos en la cuenca del río Zêzere en la Serra da Estrela mediante modelos hidrológicos agregados y semidistribuidos utilizando el código VISUAL BALAN v2.0. El modelo agregado subestima considerablemente las aportaciones y caudales medidos en el punto de descarga de la cuenca. Los resultados del modelo semidistribuido son mejores ya este modelo tiene en cuenta la variabilidad espacial de la hidrogeomorfología y la dependencia de la precipitación y la temperatura con la altitud. Los resultados del modelo reproducen de forma excelente los caudales medios mensuales medidos entre 1986 y 1995.

La precipitación media anual de la cuenca es de 2336 mm. El valor medio de la evapotranspiración potencial (ETP) es 605 mm. El flujo hipodérmico es el componente principal de la escorrentía, siendo de aproximadamente el 50 % de la precipitación. La recarga media anual al acuífero es un 15% del total de la precipitación. Este valor está dentro del rango de valores esperables en rocas cristalinas y meta-sedimentarias.

Valores elevados del flujo hipodérmico en zonas de montaña son habituales. El alto valor del flujo hipodérmico en la Serra da Estrela se atribuye a las pronunciadas pendientes del terreno y a la presencia de un suelo de permeabilidad alta sobre capas de granitos de baja permeabilidad con densa fracturación sub-horizontal a poca profundidad (Fig. 7). Las discontinuidades subhorizontales suelen ser frecuentes en rocas fracturadas cerca de la superficie. Estas fracturas suelen ser más abundantes en los primeros 5 m y contribuyen a aumentar la permeabilidad horizontal de la zona no saturada.

La calibración del modelo de balance puso de manifiesto que los caudales son especialmente sensibles a variaciones de: 1) La reserva útil de agua en el suelo que es igual al producto del espesor de suelo por la diferencia entre capacidad de campo y punto de marchitez; y el coeficiente de agotamiento del flujo hipodérmico, α_h. El flujo hipodérmico es muy sensible a variaciones de α_h. Un cambio de ±20% en α_h produce cambios de -16% y +23% en el flujo hipodérmico y la recarga. Los valores medios calibrados de los coeficientes de agotamiento del flujo hipodérmico y del flujo subterráneo son 0.15 y 0.06 d^{-1}, respectivamente. Por otro lado, el modelo es menos sensible a variaciones de la permeabilidad vertical K_v. En este caso, la estimación del coeficientes de agotamiento, αh, es fiable. Sin embargo, hay incertidumbres sobre el valor de la permeabilidad vertical K_v (Espinha Marques et al., 2009).

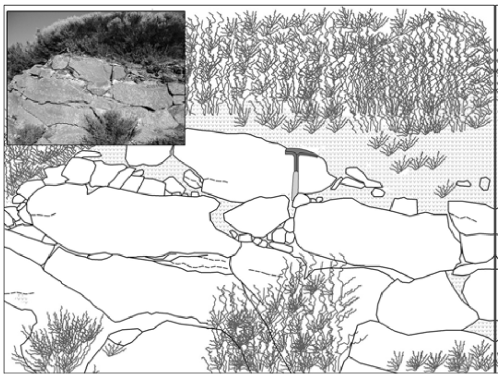


Fig. 7. Esquema de las condiciones de suelo muy permeable sobre una roca con fracturación subhorizontal en la zona no saturada de Serra da Estrela que favorece el flujo hipodérmico (Espinha Marques et al, 2010).

4.4-Cuenca del río Valiñas (A Coruña)

La cuenca del río Valiñas, afluente del río Mero, está situada en las proximidades de la ciudad de La Coruña. Se trata de una pequeña cuenca de 34 km^2 de superficie. Limita con los montes de la Zapateira al Norte, el Coto de Bregua al Oeste, el coto de Santa Leocadia al Suroeste y los Montes de Xalo al Sur, en donde se alcanza la altitud máxima (527 msnm.). La altitud en el punto de desagüe de la cuenca es de 15 msnm.

La cuenca del Valiñas se asienta principalmente sobre rocas graníticas que presentan un regolito de alteración superficial con espesores que oscilan entre 5 y 20 m. La presencia de esta capa de roca alterada y fracturada, pero que tiene una permeabilidad vertical reducida (Tabla 1), explica en gran medida la importancia del flujo hipodérmico en la escorrentía de la cuenca (Fig. 8).

Tabla 1. Parámetros de la zona no saturada en las cuencas estudiadas. K_V es la permeabilidad saturada vertical y α_h y α_p son los coeficientes de agotamiento del flujo hipodérmico y de la percolación, respectivamente.

Cuenca	α_h (día^{-1})	α_p (día^{-1})	K_V (mm/día)
Alto Gállego	0.1	0.18	1.0
Bernesga	0.04-0.2	10^{-4}-10^{-2}	0.01-0.75
Serra da Estrela	0.18	0.038	0.1
Valiñas	0.521	0.24	10^{-3}

5.- Resultados

La Fig. 8 muestra el resumen de las componentes del balance hídrico expresadas en % de la precipitación anual en las cuencas de montaña del Gállego, Pajares, Serra da Estrela y Valiñas. Se puede observar que el flujo hipodérmico es especialmente importante en Serra da Estrela donde representa un 55% de la precipitación total. Le siguen en importancia la cuenca de Valiñas, con un 42%, y Pajares con un 30%. En la zona del Gállego el

flujo hipodérmico es sólo el 15% de la precipitación, posiblemente debido a que el modelo subestima el flujo hipodérmico a costa de sobrestimar el flujo subterráneo. La estimación del flujo hipodérmico se complica enormemente debido al efecto laminador de los embalses de la cuenca.

Se ha calculado también el balance hídrico en las cuencas de la Plana de la Galera (Pisani et al, 2011), en el aluvial del Ebro en Tortosa y en el aluvial de Andújar (Samper y Pisani, 2009). En los tres casos se ha constatado que el flujo hipodérmico no tiene relevancia en el balance global, ya que se trata de cuencas con una topografía llana y con ausencia de intercalaciones de materiales poco permeables.

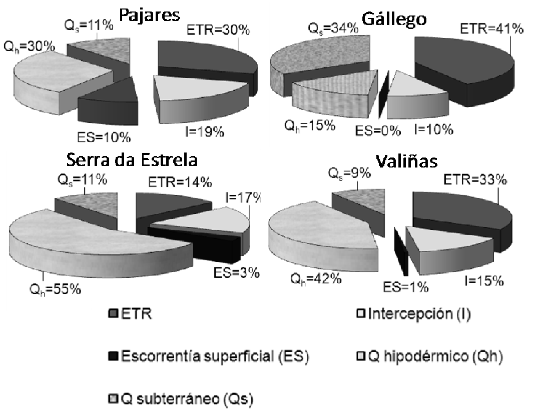


Fig. 8. Componentes del balance hídrico expresadas en % de la precipitación anual en las cuencas del Gállego, Pajares, Serra da Estrela y Valiñas.

6.- Conclusiones y discusión

Se ha presentado una descripción del flujo hipodérmico que generalmente se asocia con un flujo de agua de muy corto recorrido a través de la zona no saturada más superficial del suelo. Se ha descrito el modelo conceptual utilizado en GIS-BALAN. Se han presentado varios casos de estudio en zonas de montaña de España y de Portugal. En cuencas de montaña la relevancia del flujo hipodérmico oscila entre el 15% y el 55% de la precipitación anual. En cuencas de menor altitud y pendientes el flujo hipodérmico, sin embargo, es mucho menos relevante.

El estudio y la cuantificación del flujo hipodérmico conlleva dificultades y retos debidos a: 1) Los problemas que plantea comprobar su ocurrencia y su medición directa; 2) La posibilidad de considerar como flujo hipodérmico un flujo subterráneo de corto recorrido; 3) Obras de regulación y embalses que alteran el régimen hidrológico de una cuenca, modifican los caudales diarios en las estaciones de aforo, dificultando enormemente la cuantificación del flujo hipodérmico. Una alternativa para soslayar estas dificultades consistiría en complementar el estudio del flujo hipodérmico con datos de calidad química y de trazadores.

Agradecimientos. Este trabajo ha contado con financiación de proyectos de la CICYT (REN2003-8882) y la Confederación Hidrográfica del Ebro (2000-PH17-I). Se agradece la colaboración de todos los que han contribuido a los códigos BALAN, VISUAL-BALAN y GIS-BALAN. Se agradecen los comentarios de los dos revisores anónimos que han servido para mejorar considerablemente la versión final de este trabajo.

7.- Referencias

Burnash, R. (1995) The NWS river forecast system—catchment modeling. En: V.P. Singh (Editor), *Computer Models of Watershed Hydrology*, Water Resources Publications, Littleton, Colorado, pp. 311–366.

Castañeda, C. y García-Vera, M.A. (2008) Water balance in the playa lakes of an arid environment, Monegros, NE Spain. *Hydrogeol* J 16:87–102. doi:10.1007/s10040-007-0230-9

Crawford, N.A. y Linsey, R.K. (1966). Digital Simulation in Hydrology. The Stanford Watershed Simulation Model IV. Technical Report 39, Department of Civil Engineering, Stanford University.

DHI (Danish Hydraulic Institute) (2004). Manual del usuario y referencia técnica del modelo MIKE SHE versión 2003b. DHI Water & Environment. Hørsholm, Dinamarca. 383 pp.

Espinha Marques, J., Samper, J., Pisani, B., Alvares, D., Carvalho, J.M. Chaminé, H.I. Marques, J.M., Vieira, G. Mora, T. C. y Sodré Borges , F. (2010) Evaluation of water resources in a high-mountain basin in Serra da Estrela, Central Portugal, using a semi-distributed hdrological model, *Environmental Earth Sciences* (former Environmental Geology). Volume 62, Number 6, 1219-1234.

Espinha Marques, J., Samper, J., Pisani, B., Alvares, D., Carvalho, J.M. Chaminé, H.I. Marques, J.M., y Sodré Borges, F. (2009) Evaluation of water resources in a high-mountain basin in Serra da Estrela, Central Portugal, using a semi-distributed hydrological model, En: *IX Jornadas de Zona no Saturada, ZNS'09*, Barcelona Vol IX. Pp 514-521. ISBN 978-84-96736-83-2.

Green, W.H. y Ampt, G.A. (1911). Studies on soil physics, part I, the flow of air and water through soils. *J. Agric. Sci*., 4(1): 1-24.

Kirkby, M.J. (1978) *Hillslope Hydrology*. J Wiley, New York. 389 p.

Míguez, R. (2005) Los Túneles de Pajares. Informe elaborado para ADIF. 31 pp.

Philip, J.R. (1957) The theory of infiltration. 1. The infiltration equation and its solution. Soil Sci. 83:345-357.

Pisani, B. (2008). Acoplamiento de modelos hidrológicos semidistribuidos y Sistemas de Información Geográfica. Tesis doctoral. Universidad de La Coruña.

Pisani, B., Samper, J., Ribeiro, L., Fakir, Y. y Stigter, T. (2011). El Proyecto CLIMWAT: evaluación y gestión de los impactos del cambio climático en acuíferos costeros y ecosistemas asociados. Clima y balance hídrico en la Plana de la Galera (Cataluña, España). En: X Jornadas de Zona no Saturada, ZNS'11, este volumen.

Richards, R. A. (1931) Capillary conduction of liquid through porous media. *Physics* 1, 318-333.

Samper, J. y Pisani, B. (2009). Aquifer recharge evaluation by a combination of soil water balance and groundwater flow models. IX Jornadas de Estudios en la Zona No Saturada, Barcelona, 462-469.Samper J, L Huguet, J Ares y MA García-Vera (1999). Manual del usuario del programa VISUAL BALAN v1.0: código interactivo para la realización de balances hidrológicos y la estimación de la recarga. ENRESA 05/99. Madrid. 134 pp.

Samper, J, García Vera, M. A. Pisani, B. Álvares, D., Varela, A. y Losada, J.A. (2005) Modelos hidrológicos y Sistemas de Información Geográfica para la estimación de los recursos hídricos: aplicación de GIS-BALAN a varias cuencas españolas.. *VII Jornadas de Investigación en la Zona No Saturada del Suelo*. A Coruña, 269-274, 2005.

Samper, J, García-Vera, M.A., Pisani, B., Varela, A.,Losada, J.A., Álvares, D. y Espinha Marques, J.M. (2007) Using Hydrological models and Geographic Information Systems for water resources evaluation: GIS-VISUAL-BALAN and its application to Atlantic basins in Spain (Valiñas) and Portugal (Serra da Estrela). In: *Water in Celtic Countries: Quantity, Quality and Climate*, Guimaraes, Portugal, IAHS Publ. 310, 259-266.

Skaggs, R.W. (1986) Drainage Modeling in Research and Design. In, J. Saavalainen and P. Vakkilainen (eds.), Proceedings of International Seminar on Land Drainage, July 9-11, 1986, Helsinki, Finland: 153-180.

Yu, Ch. y Zheng, Ch. (2010) HYDRUS: Software for Flow and Transport Modeling in Variably Saturated Media, Software Spotlight, *Ground Wate*r, 48(6), 787-791.